

5 万 分 の 1 地 質 図 幅 説 明 書

生 田 原

(網走—第 35 号)

工業技術院地質調査所

通商産業技官 山 田 敬 一

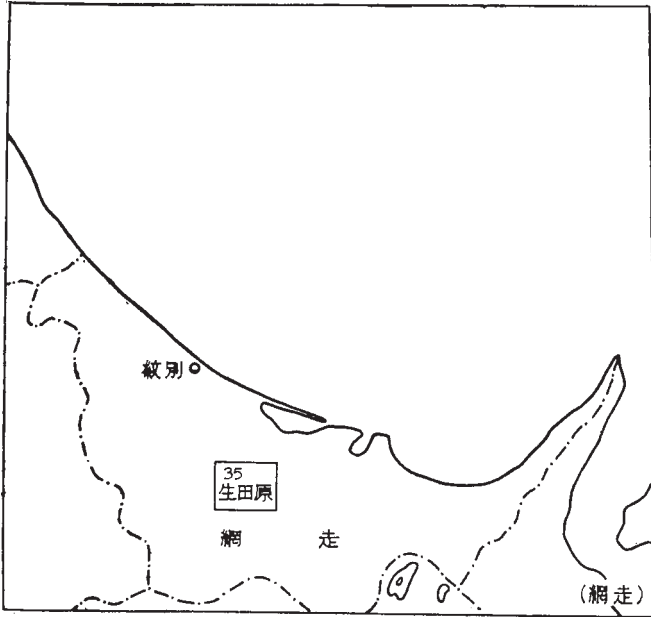
同 寺 岡 易 司

同 石 田 正 夫

北 海 道 開 発 庁

昭 和 3 8 年

位置図



() は 1 : 50,000 図幅名

目 次

I	地 形	1
II	地 質	2
II.1	概 說	2
II.2	中 生 界	4
II.2.1	湧別層群	5
II.2.1.1	安 国 層	6
II.2.1.2	旭 野 層	6
II.2.1.3	旭 峠 層	6
II.2.1.4	二 線 層	6
II.2.1.5	大 成 層	7
II.2.1.6	瑞 穂 層	7
II.2.1.7	若 佐 層	10
II.2.1.8	中 園 層	10
II.2.2	仁 頃 層 群	10
II.3	時代未詳夾炭層	14
II.4	新 第 三 系	15
II.4.1	生 田 原 層	15
II.4.2	豊 原 層	16
II.4.3	矢 矧 層	18
II.5	火 山 岩 類	21
II.5.1	流 紋 岩 類	21
II.5.2	安 山 岩	23
II.5.3	玄 武 岩	23
II.5.4	石 英 安 山 岩	23
II.6	第 四 系	24
II.6.1	更 新 統	24
II.6.2	現 世 統	24
II.7	地 質 構 造	24
III	応 用 地 質	26
III.1	概 說	26
III.2	金 ・ 銀	27
III.3	水 銀	32

III.4 白 土	32
III.5 石 炭	32
文 献	34
Abstract	37

1 : 50,000 地質図幅
 説 明 書 生 田 原 (網走一第35号)

工業技術院地質調査所

通商産業技官 山 田 敬 一
 同 寺 岡 易 司
 同 石 田 正 夫 (昭和37年12月稿)

生田原地質図幅は北海道開発庁の委託によって作製されたもので、野外調査は昭和34年、同35年の両年にわたって行なわれ、室内作業は地質調査所および同北海道支所において行なわれた。本図幅地域の東半部に広く発達する中生界については寺岡が、生田原地区を中心に広く分布する火山岩および図幅地域内に賦存する各種鉱床については山田が、第三系および第四系については石田が、それぞれ担当して調査にあたった。

新第三系産植物化石は、北海道大学の棚井敏雅助教および鈴木順雄学士に、安国地区の炭層の花粉については同大学佐藤誠司博士にそれぞれ鑑定を依頼した。また、仁頃層群産の化石は東京教育大学の橋本亘教授の鑑定を仰いだ。輝緑凝灰岩の検鏡は地質調査所の猪木幸男技官によるものである。

踏査にあたっては、約4万分の1の縮尺の空中写真を併用した。

I 地 形

生田原図幅地域は、北海道の北東部にあり、北は遠軽図幅地域を経てオホーツク海に、南は留辺蘂図幅地域を経て千島火山帯の西方延長部にあたる山岳地帯に近接する位置にある。

本地域の地形は、図幅地域のほぼ中央を南北に流れる佐呂間別川を境として、その東側域と西側域との間にはかなりいちじるしい相違がみられる。佐呂間別川の東側域は、湧別層群および仁頃層群によって構成されている地域で、比較的顕著な山陵と密度の大きい谷とからなり、ほぼ壮年期ないし満壮年期の地形を呈している。この地域では、南部の仁頃山(829.2m)を最高として、北方に向かって徐々にその高度を減じていく傾向がある。西側域は湧別層群を基盤とし、新第三系および流紋岩類などの火山岩類により構成される地域

で、一般に比較的低いなだらかな地形を呈しており、火山岩類の発達する地域でやや急峻な崖をなすことがある。

山地の縁辺部や各河川の流域には丘陵や段丘が形成されている。

段丘としては、高位段丘 (t_1 , 海拔180~220m), 中位段丘 (t_2 , 海拔100~180m) および低位段丘 (t_3 , 海拔40~120m) の3面が認められる。

本図幅地域内を流れる河川は、いずれも、ほぼ南北に流れ、主なものとしては、生田原川、佐呂間別川および同支流武土川がある。これらの両川の流路は、地質構造に規制される場合が多く、主要河川の各支流も断層や、剪断帯などに沿って流れることが多い。

II 地 質

II.1 概 説

本図幅地域内の地質学的調査は、納富重雄¹⁾によって行なわれている。その後、道立工業試験場による組織的調査が実施され、始めて本地域の地質および鉱床の実態が明らかにされた。なお、北ノ王鉱山付近の金銀鉱味などに関しては2・3の報告^{5,8,17)}がなされている。

本図幅地域には、中生界の湧別層群および仁頃層群、時代未詳炭層、新第三系の生田原層、豊原層および矢矧層が分布し、これらを一貫し、または覆って流紋岩類、安山岩類および玄武岩がみられる。本地域では、新第三系の酸性火山活動が大規模に行なわれ、この活動に関連して多くの金銀鉱床や水銀鉱床の形成が行なわれている。

湧別層群は、本地域の中央部に分布し、西および南縁は新第三系によって被覆されている。本層群は、砂岩、頁岩および礫岩を主とし、まれに凝灰岩やチャートを伴う。地層は、一般に急傾斜し、しばしば逆転して部分的にいちじるしく擾乱しているが、粘板岩または千枚岩と呼び得るものはない。多くの場合、地層の上下の判定は、級化成層する互層の観察によって可能で、全体としてみると、東側ほど上位の地層が分布している。本層群は岩相からみて、第1表のように区分される。

仁頃層群は、湧別層群の上位にくる地層で、仁頃山を中心とする本図幅地域の東部に分布している。本層群は、輝緑凝灰岩、凝灰質砂岩および頁岩からなり、石灰岩やチャートを伴っている。本層群の詳しい層序については不明な点が多い。

時代未詳炭層は、安国市街の東方にわずかに露出しており、石炭層を挟在している。新第三系の堆積岩および火山岩類は、図幅地域の西部、主として生田原川流域に分布している。火山岩類は、新第三系中の南北性の構造部に沿って侵入し、金銀鉱床もこの種構造

第1表 地質総括表

時代	地層名	柱状図	岩相	その他
第四紀 現世 更新世	沖積層		砂・礫・粘土	地盤の上昇および撓曲運動 準平原化作用 構造運動 { 撓曲
	河岸段丘堆積層		砂・礫・粘土・泥炭 砂・礫・粘土・火山灰 砂・礫	
第三紀 鮮新世 中新世	矢矧層		流紋岩・安山岩・玄武岩 砂岩・頁岩	火成活動(酸性~塩基性) 植物化石 火成活動(酸性) 植物化石 火成活動(酸性) 珪化作用(金・銀・水銀鉱床を伴う) 石炭
	豊原層		石英安山岩 砂岩泥岩互層	
	生田原層		流紋岩 凝灰角礫岩 砂岩・泥岩	
	時代未詳夾炭層		砂岩・頁岩・凝灰角礫岩	
ジュラ紀 別層群	仁頃層群		輝緑凝灰岩 チャート 石灰岩 頁岩(砂岩・礫岩を伴う) 石灰岩	造構造運動 火成活動(塩基性) 化石 石層 灰孔 藻虫 ヒドロサン
			凝灰質砂岩・珪質頁岩・輝緑凝灰岩・チャート	
		中園層	頁岩、砂岩を伴う	
		若佐層	砂岩・礫岩 砂岩・頁岩互層を伴う	
	瑞穂層		砂岩頁岩互層 砂岩・礫岩 チャート・凝灰質岩を伴う	Radiolaria
			頁岩 砂岩・凝灰岩・チャートを伴う	
			砂岩頁岩互層	
			砂岩 頁岩を伴う	
			砂岩頁岩互層 砂岩	
	旭野層		砂岩頁岩互層	
			砂岩	
	安国層		砂岩頁岩互層 砂岩	

線に沿って南北に配列している。

第四系は、主要河川の両岸に認められる、3段の段丘面を構成する河岸段丘堆積物および沖積層である。

II.2 中生界

本図幅地域およびその周辺に分布する中生界は、輝緑凝灰岩を主とする地層と、砂岩、頁岩などの碎屑岩を主とする地層とからなる。前者は、先白堊系、または輝緑凝灰岩層群¹⁵⁾とよばれていたが、本説明書では仁頃層群という名称を用いることにする。後者は湧別層群^{7,20)}と佐呂間層群^{4,9,15)}とに区分される。湧別層群はサロマ湖南西岸の湧別町付近から留辺蘂町にかけての地域に、佐呂間層群は南東岸の佐呂間別川河口附近に分布している。湧別層群と佐呂間層群との間には仁頃層群が露出しているため、両層群の分布地ははなれている。

従来、湧別層群は、仁頃層群上に整合に重なっている佐呂間層群と同層位と考えられてきた。したがって、湧別層群と仁頃層群とは断層関係にあるとし、この断層を佐呂間断層^{9,15)}、または計呂地断層¹⁹⁾とよび、その地質構造上の意義が指摘されてきた。ところが、本図幅およびサロマ湖図幅地域の地質調査の結果、^{28,29)}下位から湧別層群、仁頃層群および佐呂間層群と順次整合的に累重するものであることが明らかになった。

仁頃層群およびこれと同じような岩相を呈して、ほぼ同時代のものと考えられる地層は、南は豊頃山地にはじまり、本別川、足寄川中流地域、北見市周辺をへてオホーツク海岸にいたる地帯に断続的に露出しており、これらの地層中に含まれる石灰岩から、鳥の巣層群の石灰岩産の化石に類似したものが報告されている。^{14,18,20)}すなわち、釧路国足寄郡足寄町上足寄から *Stylina* sp. *Orbicella* sp.、北見国常呂郡訓子府町大谷沢から *Pycnoporidium* cfr. *lobatum* YABE & TOYAMA.、北見国常呂郡相内町からは後記するような化石が報告されている。橋本亘 (1958, 1960) は、豊頃―北見帯に露出するこのような輝緑凝灰岩の卓越する地層は、層相から、空知層群の山部層上部に対比可能であるとした。

湧別、佐呂間両層群については、従来、両者とも仁頃層群の上位にくるという点では異論はなかったが、その層位に関しては、下部蝦夷層群相当層^{4,7,9,15)}、または空知層群相当層^{20,23)}として取扱われてきた。

近年、北海道の先蝦夷層群の調査が急速に進展し、各地でいくつかの岩相層序区分が試みられ、それらの成果に立脚して、長谷川潔その他 (1961)²³⁾は、新しい層序区分を提唱した。それによると、従来、日高層群と呼ばれていた地層の下部を中ノ川層群、上部を神威層群とし、これら両層群と空知層群とをあわせて日高累層群と総称した。なお、神威層群と空

知層群との関係は整合であるということがイドンナップ図幅地域で明らかにされている。²⁴⁾

仁頃層群は、すでに橋本によって指摘されたように、層相からして、空知層群の山部層に対比可能なので、湧別層群は上記の区分で、神威層群とされているものに相当すると考えられる。神威層群の岩相の特徴とされているいくつかの性質は、湧別層群でも認められるが、後者では泥質岩の粘板岩化は全くみられず、一見すると若そうな地層に感じられる。しかし、神威層群とされているもののなかにも、例えば広尾付近のかつて白堊系と考えられていた広尾層^{3,22)}のように、湧別層群と岩相がよく似て若そうな見掛けを呈するものが知られている。

紋別、興部付近には、湧別層群に対比されている一の橋礫岩層、中興部層、湧別層などが分布しており、これらは、竹内嘉助が日高系として取扱った変質した地層と必ずしも明確に区別できず、むしろ、ある場合には漸移的に移り変ると報告されている。^{12,15,16,21)} このことは、湧別層群が仁頃層群の下位を占めるものだとする見解にとって、都合のよいデータである。^{2,6)} なお、興部層の礫岩には、*Nankinella*, *Gymnocodium*などの二量紀化石を含む石灰岩礫²¹⁾がある。¹²⁾

佐呂間層群は本図幅地域には分布していないが、サロマ湖図幅地域の調査結果^{28,29)}によれば、本層群は明らかに仁頃層群の上位を占め、ジュラ紀後期を指示すると考えられる化石^{注1)}を産する。したがって、仁頃層群、佐呂間層群は、それぞれ空知層群の山部層、主夕張層に対比可能で、これらの時代はジュラ紀後期と考えられる。湧別層群は前述のように神威層群に対比され、その下限は時代的にどこまでさかのぼるか不明であるが、恐らくジュラ紀よりは古くないと考えられる。

II. 2. 1 湧別層群

本層群の各層は一連の堆積物で、NNE—SSWの一般走向をもって帯状配列をしている。走向断層および褶曲による地層の欠如や繰り返しが予想されるので、後記する各層の厚さは概略の値を示すにすぎない。しかし、いずれにしても、本層群は10,000m以上の莫大な厚さをもっている。

湧別層群の砂岩は暗緑灰色ないし暗灰色の硬砂岩で、粒度の粗いものほど緑色を帯び、しばしば頁岩片をパッチ状に含む。鏡下で観察すると、砂粒は淘汰がわるく不均一で、角ばっている。砂粒を構成するものとしては、玄武岩～安山岩質の火山岩が大半を占め、こ

注1) 佐呂間層群の最上位を占める頁岩から*Aucella* spp. が採取された。これらは、late Oxfordian～Kimmeridgianの地層に産する種に近縁である。

れに次いで多いものから順次あげると、チャート・粘板岩ないし頁岩・砂岩・斜長石・石英・単斜輝石・角閃石などであり、まれに黒雲母や花崗質岩も含まれる。粒度が小さくなると、チャート・斜長石・石英などは相対的に増加する。単斜輝石・角閃石など不安定といわれる有色鉱物も比較的新鮮で、砂粒または火山岩粒中に普通にみられる。石英粒はしばしば波動消光する。安国層の砂岩では、赤色チャート粒が目立つが、他の地層の砂粒には淡青色・暗灰色・灰白色のチャートが目立ち、赤色のものはほとんどみあたらない。粘板岩粒のなかには*Radiolaria*を含むものがある。基質は一般に緑泥石粘土質物質で固結されており、それに炭酸塩鉱物が加わる場合も多い。

II. 2. 1. 1 安 国 層

本層は図幅地域内で見られる湧別層群の最下位の地層であり、安国市街東方に分布する。下限は不明であるが層厚は800m以上に達する。本層は暗灰色ないし緑灰色の堅硬な細粒ないし中粒の砂岩および黒色頁岩によって構成され、大部分は砂岩によって占められるが、中部から上部にかけては頁岩と互層している。砂岩中には方解石の細脈が網目状に入る鳥糞状のもの、および黒色頁岩の小角片を非常に多く含む部分がある。上部においては厚さ10cmの非常に粗粒な砂岩が挟在されている。

II. 2. 1. 2 旭 野 層

本層は旭野部落付近で標式的に発達し、厚さ約1,500mに達する。下位の安国層とは整合的に漸移している。主として黒色ないし灰黒色の砂岩と頁岩とからなり、ほかに凝灰岩の薄層が介在する。本層は砂岩が頁岩に較べてその量比では著しく優勢である。下部は厚さ1~3mの細粒ないし中粒の砂岩と、30~50cmの層理の発達した悪い黒色頁岩との互層からなり、中部には塊状の細粒砂岩が顕著に発達し、ほとんどが頁岩を挟まない。上部になるにしたがって、また、互層を主とするようになり、大きく互層しているが、ときには30cmの頁岩と5cmの細粒砂岩との細互層が認められる。

II. 2. 1. 3 旭 峠 層

地層は旭峠付近から丸山北方にかけて分布する。下位層との関係は整合で、層厚は約850mである。二線南西方の沢にそってよく露出している。そこでは、地層は大部分が塊状の中粒砂岩からなり、ときに厚さ1~数mの頁岩を挟む。最上部には方解石の細脈が網目状にはいったいわゆる鳥糞状砂岩が挟在する。旭峠付近でも塊状砂岩が主体をなすが、砂岩頁岩細互層の部分もかなりある。

II. 2. 1. 4 二 線 層

本層は、厚さ約1,400mで、旭峠層の上位に整合に重なる。おもに、厚さ数m～20mの中粒砂岩および頁岩の大まかな互層からなり、しばしば砂岩と頁質の中～細互層を挟む。砂岩は北方ほど減少し、細かい互層におきかえられる傾向がある。厚い砂岩と頁岩との漸移部では両者がひんぱんに互層し、級化成層がよく発達する。全体としては砂岩、頁岩の量はほぼ同じであるが、地層の最上部では著しく砂岩が多い。旭峠層と同様に鳥糞状砂岩を含む。

II.2.1.5 大成層

本層は二線層の上位に整合に最なり、層厚は約1,200mである。おもに黒色ないし灰黒色で層理の発達がよくない頁岩からなり、これに砂岩、凝灰岩およびチャートを伴う。大成付近から北方にかけては細粒砂岩と頁岩とが細かく互層する部分がかかなりある。この場合の互層は頁岩が優勢で、各単層の境界はしばしばこまかく波うっている。細互層を形成する砂岩の他に、本層の数層準に厚さ10m内外の中粒・塊状の砂岩が挟在している。

大成北西では、頁岩中に凝灰岩が介在している。本岩はかなり泥質であり、成分的には中性ないしは塩基性のものと思われる。なお、これに類似したものは仁頃層群の基底部に普通にみられる。新鮮なものは黄緑色で、風化すると赤褐色を呈する。産状は、数10cm以下の厚さで頁岩と互層したり、場合によっては数m以上の厚層をなし、大きくみると、大成層の4層準に介在している。なお、本質は*Radiolaria*を含み、まれながら赤色チャートや石灰岩の小岩体を伴う。

II.2.1.6 瑞穂層

本層は、佐呂間別川流域によく露出し、湧別層群のなかでもっとも広い分布をもつ地層である。下位の大成層とは整合関係にある。地層は急傾斜しており、佐呂間別川断層の西側では東傾斜、東側では逆転して西傾斜になっている場合が多い(図版1)。図版2に示すような級化成層する互層によって地層の上下を判定していくと、たいてい東側が上位で、みかけの層厚は4,000mにも達する。しかし、実際の厚さはもっと薄いであろう。

本層の主体を構成するものは、砂岩、頁岩の細かい互層および厚層をなして挟在する塊状の粗い砂岩である。これらの他に礫岩やチャートもある。

互層は単層の厚さが数cm～15cmで、暗灰色の細粒砂岩ないしシルト岩と頁岩とが細かく互層しているものであり、それにしばしば厚さ1～数mの塊状の中～細粒砂岩や頁岩が介在する。多くの場合、このような互層をつくる砂岩層の下底は明瞭であり、上位では漸移的に頁岩に移り変わる。頁岩と砂岩との比率、単層の厚さ、さらに塊状の砂岩のはい



図版 1 瑞穂層の逆転した砂岩頁岩細互層 (啓生)



図版 2 瑞穂層の級化成層する砂岩頁岩細互層 (啓生)
右側が上位

り方などは変化し、これらの垂直変化に注意していくと、種々な単元の周期性が認められる。なお、まれながら石灰質団塊が含まれる。

地質図に互層とは区別して表現してある砂岩は、中～粗粒砂岩で、しばしば図版3に示すような頁岩の角礫を含んだり、礫岩を伴う。このような砂岩は、層厚・粒度ともに変化に富み、概して瑞穂層のうちでも層位的には上位に、位置的には南側ほど多い。頁岩の角礫は不規則な形状で大きさも様々であり、ときに径50cmに及ぶ砂岩頁岩細互層の岩塊も認められる。角礫としてはいつている頁岩は、互層を構成するものと同じ岩質である。頁岩角礫を多量に含む砂岩は留辺薬町丸山付近から南にかけて特に多い。



図版3 頁岩角礫（暗色の部分）を含む瑞穂層の粗粒砂岩
(共立の東方1.5km)

上記の頁岩角礫含有砂岩とは別に、外来の円～亜角礫からなる礫岩がある。本岩は連続性に乏しく、砂岩中にレンズ状岩体として挟在し、厚さは数m～25m程度である。礫は1～5cmのものが普通で、円磨されたチャート・粘板岩・砂岩・安山岩・玄武岩・閃緑岩・花崗岩・黒雲母片岩および同時侵蝕礫と考えられる角ばった頁岩などである。

礫としてはいつているチャートは、灰白、暗灰、淡青色のチャートである。量的には少

ないが深成岩や変成岩礫がみられることは注目すべきことである。栄の北方では砂岩頁岩互層中に厚さ7cmのチャートの岩体がレンズ状に介在している。本岩は淡青色・暗灰色および灰白色のものが縞状を呈する。この他には瑞穂層中にチャートはなく、特に珪質な部分もみあたらない。

17線の西方では瑞穂層の上限ちかくの層準に、葉理のよく発達した厚さ数cmの凝灰質岩層が介在している。本質は酸性凝灰質岩で、鏡下の観察では長石・石英および黒雲母が認められる。

全体として、瑞穂層の岩相は北方に向かって細粒化する傾向がある。すなわち、頁岩角礫を含む粗い砂岩は北側では少なく、それに伴って細互層における頁岩の量が増加する。

II.2.1.7 若佐層

本層は主に中～粗粒砂岩からなり、砂岩頁岩細互層および礫岩を伴う。瑞穂層とは整合で、層厚は約1,100mと算定される。

砂岩はしばしば礫岩になり、頁岩の角礫を含む。礫岩は瑞穂層中のものと同様であり、中園の西方では層厚50mに達する。

若佐から豊里西方にかけては、礫岩を伴う粗粒砂岩が大部分を占め、2・3の層準に砂岩頁岩細互層がわずかに挟在する程度であるが、ブトイサロマ沢およびその交流付近では礫岩や硬質砂岩はなくなり、互層の部分が増加する。なお、本層は南方だけでなく北方に向かって細粒化し、遠軽函館地域のサロマ湖南岸では大部分が砂岩頁岩細互層になり、瑞穂層との区別が困難になる。

II.2.1.8 中園層

湧別層群分布地の東縁に露出し、地層が逆転しているの見掛上若佐層の下位に続くようにみえるが、層位的には湧別層群の最上部を占めるものである。下位層とは整合で、層厚は北で厚く、430mと算定される。

本層はほとんどが灰黒～黒色頁岩からなり、ときおり細粒砂岩を挟む。しかし、中園付近では中粒砂岩・砂岩頁岩細互層がみられる。仁頃層群の直下の頁岩は、仁頃層群の頁岩に似て層理の発達悪く、黄緑色の輝緑凝灰岩の薄層や、時に厚さ2m程度の淡青色チャートを挟む。このように、中園層の最上部は、湧別層群と仁頃層群との間の漸移部としての性格をもつ。

II.2.2 仁頃層群

この地域の仁頃層群は、仁頃山を中心とする東部の山岳地に分布し、端野函館地域に広

く露出しているものにつらなる。湧別層群との関係は整合と考えられる。本層群の詳しい層序および層厚はよくわからないが、最下部に凝灰質砂岩が卓越しているので、この部分を基底部として取扱い、主部とはわけて記述する。

基 底 部

湧別層群の東縁に沿って分布する。層厚は、中園層と同じように北方に行くにつれて増大し、豊里付近では500m程度ある。おもに凝灰質砂岩からなり、輝緑凝灰岩、珩頁岩およびまれにはチャートを挟む。

凝灰質砂岩は、暗緑色ないしやや赤味を帯びた灰緑色を呈する。一般に粗～細粒の塩基性凝灰質砂岩があるが、なかにはむしろ火山礫凝灰岩とよぶべきものも含まれる。砂粒はおもに玄武岩～安山岩質熔岩の亜円～角粒で、緑泥石～粘土質物質で充てんされており、基質にはガラス質物質から変質したと思われるものもある。ときには完晶質珩岩・粗粒玄武岩・チャートなどの粒も少量含まれ、また単斜輝石・斜長石・石英などの鉱物粒が散点している場合もある。本岩は全体としてかなり変質汚染しており、緑泥石・炭酸塩鉱物・曹長石プール・ブドウ石脈などがよくみられる。

輝緑凝灰岩は、黄緑色ときに赤褐色を呈する火山砕屑岩起源の細粒緻密なもので、しばしば泥岩である。熔岩起源のものは認められない。このような輝緑凝灰岩と同質のものが、前記したように中園層最上部および大成層の頁岩中にも介在している。

チャートは淡青～暗灰色のもので、赤色なものはない。

主 部

輝緑凝灰岩を主とし、頁岩・凝灰質砂岩・チャート・石灰岩などを伴う。

輝緑凝灰岩は、暗緑色ないし赤紫色を呈し、多くの場合塊状で層理に乏しい。これには、熔岩起源のものと火山砕屑岩起源のものがあり、だいたいの傾向として、下位では砕屑岩起源のものが卓越し、上位になると熔岩起源のものが増加するようである。

火山砕屑岩起源のものには、粒度のこまかい凝灰岩や、粗い火山礫凝灰岩というべきものが含まれる。なお、基底部に多くみられるような凝灰質砂岩や凝灰質頁岩がこれらに伴うことがある。鏡下で観察すると、玄武岩～安山岩質熔岩の岩片が多く、ときに球顆輝緑岩様のもの、粗粒玄武岩質のもの、粗面安山岩質のものおよびチャートなどの岩片もみられる。その他、斜長石・輝石ときに石英などの鉱物片を含むことも少なくない。一般に、基質はほとんど脱ガラス化し、緑泥石質物質、遊離珩酸などが生じており、緑簾石・曹長石・石英・炭酸塩鉱物がみられる。また一部には酸化鉄によって著しく汚染され、炭酸塩鉱物

のスポットが多くできていることがある。

熔岩起源のものは、鏡下で観察するかぎり、玄武岩～粗粒玄武岩質のものが多い。しかし、斑晶および石基の有色鉱物はたいてい緑泥石、その他の二次的鉱物に変化している。比較的はっきり有色鉱物の性質が残っているもの、あるいはもとの鉱物特有の結晶形のりんかくを残しているものなどから岩質を検討してみると、橄欖石玄武岩とチタン輝石含有玄武岩とに大別される。

橄欖石玄武岩

斑晶： 少量の斜長石および橄欖石が認められる。橄欖石には新鮮なものはほとんどなく、イデイング石～緑泥石化している。

石基： オフィチック～填間組織をなし、斜長石・有色鉱物・鉄鉱・ガラスからなる。斜長石は曹長石にちかい成分のものであり、有色鉱物はほとんど変質して橄欖石か輝石か区別しにくい。

チタン輝石含有玄武岩

斑晶： 斜長石とチタン輝石で、いずれも少量である。斜長石は絹雲母、その他に変化していることが多い。チタン輝石は特徴的な帯桃淡褐色を呈し、劈開がよく発達して針状結晶の集合体のようにみえるものがある。

石基： オフィチック～填間組織を示す。斜長石・チタン輝石・緑泥石化したその他の有色鉱物・鉄鉱・ガラスを主とし、二次的に緑泥石が杏仁状球窩をみだしている。その他、石英・曹長石・方解石などがみられる。

以上のほか、少量ながら貫入質と思われる玢岩がある。

本岩は、斑晶に斜長石および単斜輝石から変質したらしい有色鉱物を持ち、石基は間粒組織で完晶質である、斑晶の斜長石は中性長石でいどの成分のもので、一般に曹長石化、絹雲母化している。石基は斜長石および緑泥石化した有色鉱物からなり、著しく変質している。このほかチタン鉄鉱・磁鉄鉱が散点し、プール状～脈状をなすブドウ石・緑泥石・炭酸塩鉱物がみられる。玢岩のなかには、斜長石玢岩というべきものもある。本岩は著しい圧砕状組織を持ち、大部分が斜長石からなり、稀に単斜輝石の破片を含む。

石灰岩の多い帯は2列あり、1列は仁頃山周辺からブトイサロマ沢東方にかけてのもので、他の1列は本図幅地域の南東隅から南に隣接する留辺藁図幅地域に延びる帯である。東列にぞくする石灰岩は相内町豊田の北西に多く、そこでは盛んに採掘されており、岩体の数も10数個におよぶが、本図幅地域ではわずか一つの岩体がみられるにすぎない。サマッケニコロ沢を通るNW-SEE方向の断層以北では、まれに転石として石灰岩の小片がみられる程度で、地質図に表現できるほどのものはない。ブトイサロマ沢の東側に分布する3層の石灰岩は、膨縮はあるが約3kmにわたり追跡され、厚い部分では25mの層

厚をもつ。

一般に、石灰岩は灰白色を呈し、ときに鱗状な部分がみられる。しかし、岩体の周辺や小岩体ではしばしば淡赤色を帯び、チャートの薄層と互層したり、チャートの不規則な岩塊を含むことがある。

石灰岩から第2表に示すような石灰藻・層孔虫・ヒドロ虫・サンゴなどの化石を産する。

第2表 仁頃層群産の化石

化 石 名	産 地	
	ブトイサロ マ沢支流	仁頃山 相 内
<i>Stromatomorpha yokoyamai</i> YABE & SUGIYAMA	×	
<i>Stromatopora (Epistromatopora)</i> n. sp.	×	×
S. (E.) sp.		※
S. (<i>Parastromatopora</i>) sp.		※
<i>Tosastroma yabei</i> HASHIMOTO		※
<i>Milleporella fassicullata tenue</i> HASHIMOTO		※
<i>Milleporidium kitamiensis</i> HASHIMOTO	× (cfr)	※
M. sp. 1		※
M. sp. 2		※
M. sp. 3		×
<i>Stylina</i> sp.	×	
<i>Hexacoral</i> gen et sp. indet.	×	
<i>Chaetetoid coral</i> (?) gen. et sp. indet.	×	
<i>Bryozoa</i> (?)		×
<i>Petrophyton</i> sp.	×	
<i>Macroporella</i> sp.	×	×
<i>Lithocodium</i> sp.	×	×
Calcareous algae gen. et sp. indet.	×	

※印は橋本(1960)による。

相内としてある化石産地は、本図幅地域の南縁から約1 km留辺蘘図幅地域にはいった地点である。西列の石灰岩は、層位的には東列のものより下位にあり、両者の化石内容には若干のちがいが認められるが、いずれもジュラ紀後期から白堊紀初期にかけてのいわゆる鳥の巣型石灰岩から知られているものに類似している。

チャートは赤色のものが大部分で、そのほか少量ながら淡青色または灰白～暗灰色を呈するものがある。ほとんど塊状であるが、仁頃沢下流では1～3cmの厚さで成層した縞状のチャートがみられる。チャートの産状としては、数m以上の厚さで比較的良好に連続する層状のものほか、輝緑凝灰岩中にレンズ状ないしは不規則な形態をなして介在している場合も多い。なお、赤色チャートの中には*Radiolaria*化石が含まれることがある。豊里東方では、マンガン鉱層を伴うチャート層がみられる。

頁岩は仁頃層群の比較的下位の部分に介在し、おもにプトイサロマ沢上流や仁頃山断層の西側に沿って露出している。

プトイサロマ沢上流の頁岩は垂直にちかく傾斜し、向斜構造をなしていると推定される。輝緑凝灰岩とは東側では武士川断層をもって接し、西側では漸移関係にある。西側の輝緑凝灰岩中にもときに頁岩の薄層が挟まれる。頁岩は黒色緻密で層理の発達のものが多い、ときにシルトのラミナを挟み縞状を呈する。仁頃山断層に沿うものには珪質頁岩が含まれている。なお、サマツケサロマ沢上流の向斜軸部の頁岩は砂岩、まれに礫岩を挟み、かなりよく成層している。本層群の頁岩は、湧別層群の大成層、中園層の頁岩と岩質的にはほとんど同じで、粘板岩・千枚岩化したものは認められない。

頁岩中に介在する砂岩は、灰～暗灰色を呈する中～細粒砂岩で、頁岩と細かく互層したり、ときに3m程度の厚さをもつ。本岩は鏡下で観察すると、約40%の基質をもち、砂粒は角ばっている。砂粒は、多い順に石英・斜長石・カリ長石・チャート・粘板岩・玄武岩～安山岩質火山岩・黒雲母・絹雲母などである。カリ長石には格子構造やペルト構造がよく発達している。石英のなかには波動消光を示すものが多い。

礫岩は砂岩に伴い、量的には極めてわずかである。チャート・砂岩・粘板岩・花崗岩質岩などの径1cm内外の円礫で構成されている。

II.3 時代未詳夾炭層

本層は安国市街の東方約1 kmの地域に、極めて狭い分布範囲で直接湧別層群の上ののっており、従前から右炭の賦存することで知られていた。遠軽および生田原全域を通じて、この地域以外には炭層の存在は知られていない。従来から石炭層が賦存することなどによって、ばく然と北海道中軸帯西部の滝の上期相当層として考えられている。今回の調査によっても確証は発見されず、ただ炭層中の花粉分析の結果によればTaxodiaceae（スギ科）が過半数を占め、それに*Pinus*（10%の頻度）、*Alnus*、*Carpinus*その他にBetulaceae（カバ科）が伴っており、新第三系に属するものと思われるが、その生成時期は明らかでない

ために、時代未詳夾炭層として取扱うことにした。

本層は砂岩を主としており、凝灰質頁岩・細礫岩の薄層および石炭の薄層を伴っている。砂岩は暗灰色ないし灰色を呈し、細粒ないし中粒のものが多く、非常に凝灰質の部分もあり、風化面では黄褐色を示している。砂岩を構成する鉱物粒の組成は、直接する湧別層群からの供給によるため、ほとんど同質のものからなり、顕著な差異は認められない。また、この砂岩中には湧別層群の砂岩および黒色頁岩の小円礫を含む部分もある。頁岩は灰色を呈し凝灰質であり、しばしば小豆大から大豆大位の砂岩および黒色頁岩の円礫が存在する。礫岩は直径0.5cm～1cmの円礫からなり、凝灰質の砂粒によって膠結されている。礫は前述の砂岩および頁岩におけると同様に、湧別層群のものと思われる砂岩および黒色頁岩を主な構成員としている。

石炭は以前に採掘が行なわれたが、現在は荒廃しているために、地表では良好な炭層の露頭は認められず、わずかに炭丈数cmの炭層が観察されるにすぎないが、後述するように昭和26年頃稼行されていたときには、1m以上に達したこともあるが、しかし非常に膨縮が著しかったようである。

II.4 新第三系

II.4.1 生田原層

本層は、中生界の西側、生田原市街東方の山頂部付近から以西の地域および留辺蘂図幅との境界付近に広く分布している。本層は淡緑色ないし緑色を呈する凝灰角礫岩を主体とし、砂岩および頁岩の薄層や集塊岩質岩を含み、頁岩中の一部には保存の悪い植物化石を産する。

この地層は、その岩質や分布状態からみると、鴻之舞鉱山周辺から北見鉱山周辺地域にかけて分布する鴻之舞層群のうちの上層部に相当するものと考えられる。しかし、生田原層と鴻之舞層との分布域はかなり離れており、直接に連続する関係は確認していない。

凝灰角礫岩は、一般にいちじるしく珪化作用を受けて白色角礫質の珪質岩に変化しているため、角礫質流紋岩との区別が難かしい場合がある。角礫としては、頁岩・砂岩・安山岩および流紋岩があり、その大きさは数mm～10数cmである。これら角礫はガラス・緑泥石および粘土質物質によって充填されている。凝灰角礫岩は、局所的にその岩質をやや異にしている。浦島内川流域に分布するものは、緑色でいわゆるグリンタフと同様の岩相を呈し、角礫にはかなりいちじるしい定方向配列が認められる。生田原市街の東方に分布するものは、変質作用を受けた白色の珪質岩で、頁岩の細かな角礫が多数包有されてお

り、その他の角礫はいずれも白色粘土質岩に変わっている。泰北鉱山周辺からサマツキサロマ沢流域にかけてのものは、黄褐色～黄緑色を呈し、一部に集塊岩質相を含む石英安山岩質角礫岩である。

薄層をなす砂岩および頁岩は北ノ王鉱山および共栄鉱山の坑内で観察される。これらも、珪化作用の影響を受けて板状節理に富む珪質岩に変わっている。

本層は、一般走向NNEあるいはNNWで20～30° EあるいはWの傾斜をしめし、分布域内では、ほぼNSに伸びる向斜および背斜構造が認められる。

本層中には、北ノ王鉱山をはじめ多くの金銀鉱床が胚胎しており、これら鉱床付近の岩石は緑泥石化作用、珪化作用、絹雲母化作用、炭酸塩化作用あるいは氷長石化作用などを受けており、原岩の構造を留めないまでに変質していることが多い。

本層は、福富忠男等によって北ノ王石英粗面岩および同質碎屑岩として分類され、後述する豊原層の上位層準のものとしてされていた。また、その暗代も後社名淵期と考えられ、火成活動や鉱化作用との関係から北見地方の他地域と相反する結果が得られていた。その後、浦島等による北見中部地域の火成活動と鉱化作用の時期に関する研究では、北ノ王石英粗面岩の活動時期は後鴻之舞期で先社名淵期とされている。最近では番場猛夫等による北ノ王鉱山付近の鉱床に関する研究があり、生田原層にあたる岩石は依然流紋岩類として扱われているがその暗代に関しては触れていない。本説明書では、上記岩質の特徴や変質作用の有無、程度、岩石の分布状態から、凝灰岩起源の変質岩として扱った。

II.4.2 豊原層

本層は生田原川支流砂金沢、豊原沢、生田原市街地西方およびサマツキサロマ沢に狭い面積を占めて分布する。本層は砂岩および泥岩を主要構成員とし、しばしば礫岩を従として伴い、植物化石を多産する陸成層である。

豊原層は遠軽地域に発達する社名淵層と岩相上からも植物化石の上からもほぼ対比され得るものと考えられるが、地域的にも離れており連続して観察できないため新称を与えた。

砂岩は暗灰色ないし灰色を呈し、風化面では黄灰色となる。粒度はおおむね細粒ないし中粒であるが、時には粗粒なものも認められる。固結度は著しく変化し、非常に堅硬なものから比較的粗鬆軟弱なものまで存在する。全体的に板状を呈し、泥岩と互層しているが、稀には塊状のものも認められる。板状の砂岩層にはしばしば炭質物の粒および植物化石の破片が層理に平行に配列し、黒い縞模様を示している。また、非常に凝灰質物に富み、

軽石粒を混える部分もある。

泥岩ないしシルト質泥岩は青灰色ないし灰色を呈し、板状をなして砂岩と細互層するものと、塊状となる性質のものがあるが、風化するといずれも黄灰色から白色に近くなる。粒度は緻密粘土質のものからシルト質ないし砂岩のものまで種々あり、凝灰質物に富む部分も少なくない。板状の泥岩は0.5～2cm程度の厚さで非常に剥離がよく、その剥離面は厚さ0.1～0.2cmの細粒砂岩となっており、その薄層の中で細粒から粗粒へとかなり良好な分級が認められる。側面から観察すると非常に細かい間隔で剥離面に平行な黒縞を形成する。また、この泥岩中からは植物化石を多産する。

礫岩は青灰色ないし灰色を呈しており、珪化作用を受けている流紋岩および流紋岩質凝灰角礫岩等の亜角礫からなっている。粒度は一般に小豆大から大豆大のものが多く、クルミ大のものも稀に認められる。これらの礫は亜角礫から亜円礫まで種々雑多であり、膠結物は細粒凝灰質の砂あるいは泥からなる。礫と基質との量比は非常に多様であり、極端なものは泥岩中に礫が点在する程度のいわゆる含礫泥岩となる。固結産も高低さまざまである。

各地域によって砂岩相と泥岩相との量比には差が認められ、砂金沢においては、本層上部は板状凝灰質泥岩と細粒砂岩とが、泥岩の卓越する3～5 cmの見事な細互層を形成し、植物化石を含んでいる。中部では砂岩の量が多く、2～3cmの板状泥岩と10～15cmの板状細粒ないし中粒砂岩との互層となり、さらに下部では圧倒的に砂岩が卓越する傾向を示している。豊原沢においては、泥岩に較べて砂岩が卓越し、中粒ないし粗粒の砂岩が粒度を変えて互層する部分が多く見られ、これと同時に前述の礫岩の多数の薄層を挟んでいる。また、これらの砂岩および泥岩中には保存の悪い植物化石を産する。同様にサマッケサロマ沢においても板状泥岩と細粒砂岩とが細互層をなし、その中に植物化石を産する。砂金沢対岸の小沢にも本層が削られずに一部残存しているが、ここでは下部のみで、中粒の砂岩と流紋岩等の礫を有する礫岩とが僅かに認められる。

本層中に産する植物化石はつぎのとおりであり、時代は中新世後期と考えられる。

第3表 豊原層産の植物化石

サマッケサロマ川地域

Populus ezoana n. sp.

Salix tatewakii n. sp.

Alnus protojaponica ENDO

A. protomaximowiczi TANAI
Carpinus subcordata NATHORST
Fagus protojaponica K. SUZUKI
Ulmus protojaponica TANAI et ONOE
Polygonum macrophyllum n. sp.
Cercidiphyllum crenatum (UNGER) BROWN
Magnolia elliptica TANAI et ONOE
Liquidambar miocinica HU et CHANEY
Robinia nipponica TANAI
Acer palaeorufinerve TANAI et ONOE
A. protojaponicum TANAI et ONOE
A. subpictum SAPORTA
A. sp. (SAMARA)
Fraxinus K-Yamadae n. sp.
F. honshuensis TANAI et ONOE
Diospyros sublotus n. sp.

砂 金 沢

Salix protográcilistyla sp. nov. (MS.)
Betula protoermanni ENDO
Fagus protojaponica SUZUKI

II.4.3 矢 ^や 矧 ^{はぎ} 層

本層は生田原市街付近から南部にかけてと安国市街西方とに分布し、一般的に凝灰質であり、泥岩ないしシルト質泥岩、砂岩および礫岩により構成されている。

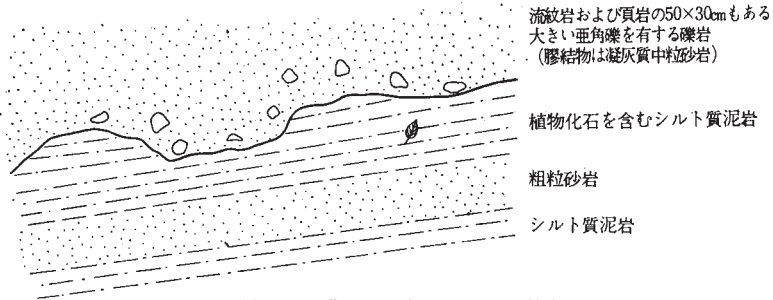
泥岩ないしシルト質泥岩は非常に凝灰質で、灰色ないし灰白色を呈し、風化すると白色ないし淡灰白色を示すようになる。塊状から板状に剥離するものまで認められるが、一般に固結度は低く、ガラス質であり、しばしば砂粒を混えている。植物化石は砂岩と細互層をなす部分に比較的多く産する。

砂岩は本層下部では青灰色ないし灰色であるが、ときには淡緑色を呈する。上部になるにしたがってガラスに富みミガキ砂状となり、白色を呈する。粒度は細粒のものから粗粒のものまで種々雑多であり、多量の軽石粒を含んでいる。固結度は一般に低く軟弱である。泥岩は5~10cmの互層を繰り返す層理面の明瞭なものから、塊状無層理で偽層の著しいものまでである。本層中では上部になるにしたがって砂岩の量が増加している。

礫岩は青灰色から灰色を呈し、流紋岩・玄武岩・紫蘇輝石安山岩・角閃石安山岩等の礫

を主としており，稀には輝緑凝灰岩・黒色頁岩などの中生層の礫を混えている。また，軽石粒も多く，基質は凝灰質の砂で膠結されているが，砂岩と同様に固結度は低い。

生田原市街地西方では，下位の豊原層との間に軽微な不整合が認められる（第1図）。



第1図 豊原層と矢矧層との不整合

すなわち，豊原層の，植物化石を含有する灰色のシルト質泥岩と砂岩との互層の上に，流紋岩および豊原層の泥岩の礫を有し，凝灰質の砂によって膠結されている軽石粒の多い含礫砂岩があって，後者が前者を削っている露頭が観察される。浦島内川流域において，本層の下部は灰色の泥岩および砂岩の互層を主としているが，中部では軽石粒を多く含む砂岩が卓越し，さらに上位になるにしたがってガラス質となり白色に近くなり，あたかも珩藻土のような外観を呈するが，淡水性の珩藻が少量検出されるのみである。

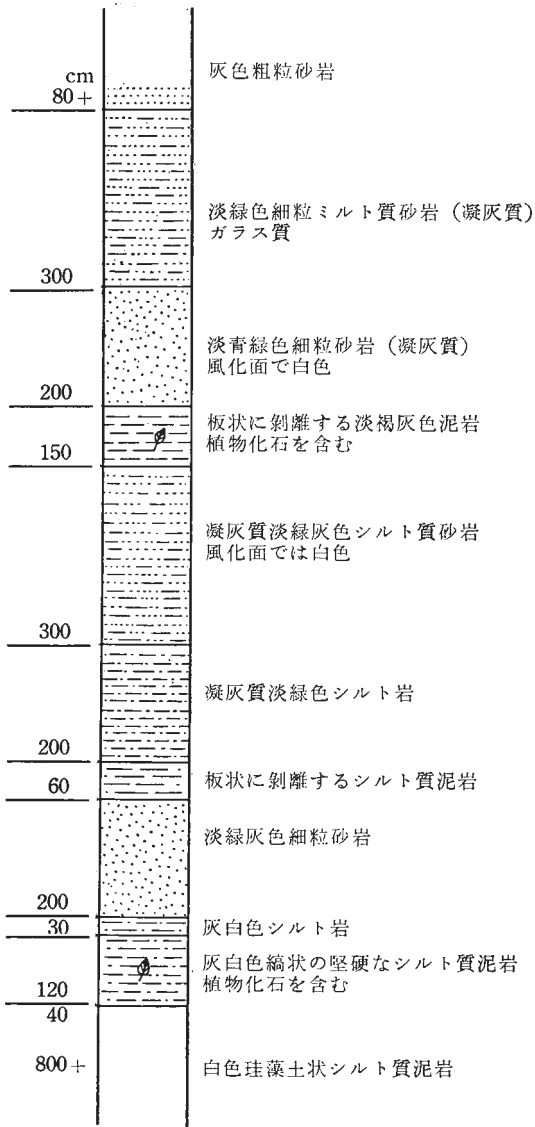
浦島内川の白土採取地における露頭の柱状は第2図のとおりである。

植物化石には次表にのせたものがみられ，これは鮮新世を示すものと考えられる。

生田原市街周辺

第4表 矢矧層の植物化石

- Salix lanceolata* n. sp.
S. serrulata n. sp.
Alnus protohirsuta ENDO
Betula miomaximowicziana ENDO
Carpinus stenophylla NATHORST
Fagus protojaponica K. SUZUKI
Quercus protodentata TANAI et ONOE
Ulmus protojaponica TANAI et ONOE
Cercidiphyllum crenatum (UNGER) BROWN
Acer protojaponicum TANAI et ONOE
A. subpictum SAPORTA



第2図 白土採取地露頭の柱状図 (浦島内川)

浦 島 内 川

Alnus protohirsuta ENDO

Betula miomaxmiowicziana ENDO

Quercus protodentata TANAI et ONOE

II. 5 火山岩類

II. 5. 1 流紋岩類

本地域に分布する流紋岩類の産状には、岩脈ないし侵入岩体をなすものと熔岩流をなすものがある。岩脈をなすものは、湧別層群中に発達するEW性ないしNS性の裂罅帯に沿って侵入し、その岩質は石英斑晶に富むネバダイト質のものが多い。小規模な侵入岩体およびこれと連続して熔岩流様産状をしめすものは新第三系の分布域に発達し、種々の岩相を呈している。最も一般的なものは流理構造の顕著な無斑晶質縞状流紋岩で、流紋岩分布域の大半を占めている。この他、斜長石流紋岩・角礫状流紋岩およびリソイダイト質流紋岩がある。

流紋岩類は、その活動時期を異にする4つの型に区分され、それぞれ異なる岩質をしめしている。

流 紋 岩 I

この型の岩石は、新第三系の火成活動中、最初期のものと考えられ、III型の流紋岩類に被覆されている。I型のもは仁田布沢の中流流域に露出しており、斜長石流紋岩相および塊状無斑晶流紋岩相をしめしている。一般には、いちじるしく珪化作用を受けて白色珪質岩に変化している。この種岩石中には隆尾鉾山の金銀鉱床が胚胎している。

斜長石流紋岩は、鏡下では斜長石の斑晶と石基とからなり、まれに石英の斑晶を伴っている。斜長石の斑晶は、結晶外形を残して微粒石英や針状斜長石に交代されることが多い。石基は主としてガラスからなるが、針状斜長石・微粒石英および緑泥石が二次的に多量に生成されている。無斑晶質のものは、鏡下では、僅かに縞状構造のみとめられることがあるが、二次的に微粒石英あるいは粒状石英が生成され、原構造の不明なものが多い。

流 紋 岩 II

この型の流紋岩は、安国市街東方の旭峠付近および佐呂間別川支流のワカケレベツ沢および3号の沢流域に岩脈として産する。

本II型の岩石は、一般に石英の斑晶(数mm内外)に富む多孔質のもので、NS性あるいはEW性の断層などに沿い侵入している。旭峠付近のものには水銀鉱床が胚胎して

おり、この鉍化作用は本型の活動とほぼ同時期のものと考えられる。

鏡下では、丸味を帯びた石英の斑晶とガラスとからなり、まれに斜長石（ $0.5 \times 1.0\text{mm}$ 内外）および黒雲母の結晶を伴うことがある。この他、二次的に緑泥石や絹雲母が生成している。一部では、微粒石英および粒状石英（ $0.01 \sim 0.1\text{mm}$ ）に完全に交代されて原岩の構造を残存していないものがある。

流紋岩 III

III型の流紋岩は、本地域では最も広い分布を占めている。また、その岩相もかなり多様で、流理構造の顕著なもの、球顆状構造の顕著なもの、角礫状流紋岩および真珠岩質流紋岩などがあり、産状も、岩脈状をなすもの、熔岩流をなすものなどがある。本III型の主体をなすものは流理構造の顕著な縞状流紋岩で、安国市街から生田原市街へかけての生田原川の西岸および清里市街東方の山地を構成している。本岩相中にみられる流理面は、概観すればNS性で $70 \sim 80^\circ$ Eのものが多い。しかし、局所的にはEWの流理面の発達も認められ、本岩相の流紋岩が総て一連のものとは考え難い点がある。球顆状流紋岩は、生田市街の北方約1kmの生田原川本流に露出しており、縞状流紋岩の1異相としてみられる。真珠岩質流紋岩は清里市街の東方の生田原川本流東岸に露出しており、一部に凝灰岩相を含んでいる。角礫状流紋岩は、留辺蘂図幅との境界付近および、縞状流紋岩体中の各所に小規模にみられ、岩質は縞状をなすものと全く同一である。

縞状流紋岩は、鏡下では、主としてガラス質物質からなり、微粒のものやや粗粒（ 0.01mm 内外）のものが互層をなしている。まれに、斜長石および黒雲母を伴う。球顆状流紋岩は、球状（ $0.5 \sim 3\text{mm}$ ）をなす玉髓質石英とガラスとからなり、石英の球顆を交代して緑泥石・方解石あるいは沸石が生成されている。真珠岩質流紋岩はガラス質物質からなり、縞状紋構造が顕著に発達している。

III型流紋岩は、生田原川支流オンネの沢流域では豊原層に被覆されている。

上記I～III型の流紋岩類は、その産状からみて、生田原層堆積後で豊原層の堆積以前の火成活動によるものであろう。

なお北見中部地域では後鴻之舞期の火成活動が大規模に行なわれており、酸性活動を主体としている。本地域の流紋岩類の活動もこの時期にあたるものであろう。

流紋岩 IV

この型の流紋岩は、本図幅地域の西南隅に小規模にみられるもので、矢矧層の上部を覆っている。一般に石英の斑晶に富み、粗鬆多孔質～凝灰質で、一部には石英安山岩質のもの

のがある。本岩類の分布延長は留辺蘂図幅地域に及び、そこでは角礫状流紋岩相も認められる。鏡下では、石英および斜長石の斑晶と石基をなすガラス質物質とからなり、石英はやや丸味を帯びた不規則形をなし、斜長石成分はAn20～30である。

II.5.2 安山岩

安山岩は、西隣丸瀬布図幅地域との境界付近の山頂部に露出しており、優黑色緻密で板状節理が良く発達している。本岩は、III型流紋岩の上位にこれを被覆して分布しており、丸瀬布図幅地域で大規模な発達をみている。

鏡下では、斜長石、紫蘇輝石および普通輝石の斑晶と石基の部分とからなる。一部流理構造の顕著なものがある。斑晶の斜長石は $0.3 \sim 0.5 \times 0.5 \sim 1.0\text{mm}$ および $0.1 \times 0.3\text{mm}$ 内外の粒度を有し、ときに累帯構造が認められ、その成分はAn40～60である。普通輝石および紫蘇輝石は $0.2 \times 0.5\text{mm}$ 内外の柱状ないし $0.1 \sim 0.3\text{mm}$ の粒状をなし、ほとんど多色性を認めない。石基の部分は、 $0.05 \sim 0.1\text{mm}$ の針状をなす斜長石と緑泥石および不透明鉱物とからなる。

II.5.3 玄武岩

玄武岩は、旭峠の北方および東方の山頂部付近に小規模に分布している。

鏡下では、流理構造が顕著で、 $0.02 \sim 0.05 \times 0.1 \sim 0.2\text{mm}$ の斜長石および微粒の普通輝石からなり、きわめてまれに石英を含むことがある。斜長石の成分はAn75～85である。なお本岩の化学分析結果は第5表のとおりである。

II.5.4 石英安山岩

本岩は、図幅地域の中央南部、留辺蘂図幅地域との境界付近の山頂部を構成して広く分布している。野外では灰白色塊状の岩石で、ときに流理構造をしめし、斜長石や石英の斑晶および六角板状の黒雲母結晶が多量に含まれている。鏡下では、斜長石・石英および黒雲母の斑状結晶と石基とからなる。

斑状斜長石は $0.3 \times 0.5 \sim 1.0 \times 2.0\text{mm}$ の粒度を有

第5表 無斑晶玄武岩の化学成分
(二級北東の標高387.6mの小山)

SiO ₂	53.90
TiO ₂	0.74
Al ₂ O ₃	17.08
Fe ₂ O ₃	3.96
FeO	6.93
MnO	0.19
MgO	4.03
CaO	7.46
Na ₂ O	4.16
K ₂ O	0.80
P ₂ O ₅	0.37
H ₂ O+	0.23
H ₂ O-	0.46
Total	100.33
{ tot. FeO	53.9
{ MgO	20.7
{ Alk. O	25.4

分析者

倉 沢 一

(地質調査所地球化学課)

1962年2月分析

し、石英は、融蝕を受けて丸味を帯びた0.5mm内外の粒～柱状結晶の集合をなして産する。黒雲母は0.1×1.0mmの長柱状～六角板状をなし、多くは緑泥石に変化している。

石基の部分は、陰微晶質のガラスおよび微粒の斜長石・黒雲母からなり、僅かに絹雲母や緑泥石が二次的に生成されている。

本岩体の一部には、ガラス質石基と少量の斜長石および石英の斑晶とからなる流理構造の顕著な流紋岩質岩相が含まれている。

II.6 第四系

第四系は佐呂間別川・武士川および生田原川等の主要河川にそって発達する3段の河岸段丘堆積層と、沖積層の氾濫原堆積物とからなる。

II.6.1 更新統

t_1 段丘堆積層は武士川流域でわずかに認められ、地形の項で述べたように標高180～220mのところ平坦面を形成している。比較的開析が進んでおり、堆積物としては礫および砂が部分的に残存するにすぎない。

t_2 段丘堆積物は前述の主要河川の流域にかなり広く分布し、標高100～180mのところ平坦面を形成している。幾分開析が進んではいるが、堆積物はかなり残存し、砂・礫・粘土および火山灰が観察される。本堆積物の厚さは2～4m前後である。

t_3 段丘堆積物は t_2 段丘の前面にあり、標高40～120mの面を形成する。本堆積物は各所で観察されるが、特に佐呂間別川流域においては好露出がある。堆積相はきわめて不安定であって側方変化が著しい。基底部は砂ないし砂・礫との互層からなり、上部には黄褐色の砂が多い。砂中にはしばしば青色ないし青灰色の粘土・礫および泥炭層を挟有する。本堆積物の厚さは4～5m前後である。

II.6.2 現世統

沖積層は各河川の流域に広く発達し、何れも河川の氾濫原を構成している。これらは主として砂・礫および粘土からなる。その層厚は、各河川の川床に基盤の中生層および第三系の地層が認められることから推定すると、数mにすぎない。

II.7 地質構造

本図幅地域は、北海道における地質構造帯の一つである豊頃～北見帯の北方延長部にあたる地域である。この地域は、また、新第三系の堆積作用、造構造運動および火山活動の点で1つの構造単位をなす北見中部地域の一部をなし、とくにその南縁にあたる位置をしめている。したがって、この地域では、中生界中に発達する構造要素を基にして新第三系

の造構造運動や火山活動が規制されて、特徴ある分布をしめしている。

概括的にみて、本図幅地域では、地層の走向や、構造線の発達にはNS性の要素がきわめて卓越している。このNS性の断層などを切ってEW性の構造線が発達し、さらにこれを切って新期のNS性の断層がある。これらは、火山活動と密接に関連しており、火山岩類の侵入はこの両者中に沿っておこなわれている。また、EW性の断層や裂罅に沿っては金銀鉱床が形成されている。

中生界はNNE-SSWの一般的走向をもって顕著な帯状配列をなし、大きくみると東側ほど上位の地層が露出している。仁頃層群の詳しい構造はよくわからないが、輝緑凝灰岩のうちで火山砕屑岩起源のものの一部や、頁岩・石灰岩・チャートなどの挟みの部分で測定された走向および傾斜、さらにこれらの分布状態からだいたい傾向は把握できる。

中生界の主要な構造を支配している断層は、地層の一般的走向にほぼ平行するもので、そのうちおもなものは佐呂間別川断層、武士川断層、および仁頃山断層である。このような走向断層を切り、NWないしWNW方向およびNEないしENE方向に走る断層があるが、この系統のものによる地層の転移は大きくない。

瑞穂付近から上佐呂間別川に沿って走り、遠軽図幅地域に延びる佐呂間別川断層は、地層の分布状態・傾斜の変化・地形などから推定される断層で、断層面が西傾斜の逆断層である可能性が大きい。この断層を境とし、西側の湧別層群は、旭峠層の一部が逆転しているのを除けば、いずれも東方に50~80°傾斜し、比較的単純な構造をしている。

これにたいし、佐呂間別川断層と仁頃山断層にはさまれた地帯の湧別層群および仁頃層群は、部分的に東傾斜のこともあるが、一般に逆転して西方に50°から垂直にちかく傾斜している。ただし、留辺蘂町丸山周辺から南にかけてには、かなり東傾斜の部分がみられる。武士川断層は、プトイサロマ沢上流の、同斜褶曲していると考えられる頁岩と輝緑凝灰岩との間で観察され、そこでは数mの破砕帯を形成し、断層面はほとんど垂直である。仁頃山断層は、それに沿って擾乱した頁岩が断続的に露出すること、断層の両側で地層の走向ないし傾斜が急変することなどによって推定される。

仁頃山断層以東の仁頃層群は、北半では直立ないし逆転しているようであり、南半においては数10°以下の比較的緩い傾斜をもって東方に傾くことが多い。本地域の東縁ちかくではゆるい背斜向斜構造を形成している。

以上のことからわかるように、地質構造のうえからは、本地域の中生界は、地層が逆転している幅約7~8kmの中央帯と、その東西両側の逆転していない地帯との3帯に大きく

区分できる。

新第三系は、既に述べたとおり、生田原東方山頂部付近から西方に分布し、隣接丸瀬布図幅地域に連続している。本図幅地域内での新第三系は、ほぼ生田原川の流路に沿って向斜構造をなしている。この向斜の東翼部には、ほぼ、NSに長軸を有する背斜および向斜部がみられる。生田原川に沿う向斜軸部付近には大規模な流紋岩類の活動がみられる。

新第三系のうち、とくに生田原層の分布する地域にはEW性の断層や裂罅帯が発達し、多くはN傾斜をしめしている。この種断層は、中生界中にみられるものと同一のもので、佐呂間別川支流のワカケレベツ沢流域では、中生界中から連続する断層によって、生田原層や流紋岩脈の一部が切られている。しかし、一般にEW性断層による地層の転移はほとんど認められない。前記II型の流紋岩類は、この種EW性の構造線に沿って侵入している。本地域ではEW性の断層を切るNS性の断層も発達している。この種NS性のもは、中生界中にみられるNS性のもとは異なり、一般にその発達が小規模である。

概括すれば、本地域の構造線の形成は、中生層中のNS性断層ないし剪断帯を初期のものとし、EW性、NS性と続き、この後2者の時期に火山活動が行なわれたと推定される。

III 応用地質

III.1 概 説

本図幅地域は金鉱床地帯として古くから有名で、陸尾鉱山、北ノ王鉱山、生田原鉱山あるいは昭和鉱山の鉱床を始め多くの鉱床が知られている。これらの各鉱床は、北は鴻之舞鉱山から南は常呂金山付近までの、いわゆる北見中部地域の金銀鉱床賦存域の一部をなすもので、地質構造や火成活動の上で種々特徴を有している。本図幅地域に西隣する丸瀬布図岳地域内には銅鉛亜鉛鉱床帯があつて、金銀鉱床帯にほぼ平行な南北に伸びる帯状分布をしめしている。本図幅地域内では金銀鉱床の東側に水銀鉱床帯があり、佐上、瑞穂、栃木などの鉱採が知られている。この他、安国市街の東方には安国炭砒の石炭鉱床が、生田原市街の西方浦島内川流域には白土鉱床が存在している。

金銀鉱床は、生田原町と留辺蘂町との町界山頂部付近を境として、その西方では $N60^{\circ}W-EW$ 、東方では $EW-N50^{\circ}E$ の脈方向をしめしている。これらの脈は、基盤の中生界中に発達する剪断帯や裂罅帯およびそれらを反映する新第三紀層中の裂罅帯に胚胎している。これらEW系の構造線は、主として基盤岩中に発達するNS系の構造線から派生

する二次的構造線としての性格を有するもので、このような構造要素は広く北見地方に認められている。上記EW系の構造線に沿って胚胎する金銀鉱床は、本図幅地域では、中生界中のものは鉱脈の規模の比較的大きい、脈勢の一定したものが多く、新第三系中のは細脈の集合からなるものが多い。このような脈型態の違いは地質構造上の条件の違いをしめすものと考えられ、鉱石の品位は新第三系中でかえって高品位である。従って、本地域における金銀の鉱化作用は、地質構造上上部位置に、比較的後期に行なわれたものと考えられる。なお、鉱石鉱物としては自然金・輝銀鉱・黄鉄鉱・黄銅鉱・閃亜鉛鉱および辰砂が認められる。

上記EW系構造線のさらに後期にNS系の断層が発達し、一部の流紋岩類の進入を伴い、水銀鉱床が形成されている。水銀鉱床は、広く北見地方においては、主要な構造運動の末期の動きに関連するもので、この種鉱床の規模の大小は、関連する構造線の規模の大小に関係するものである。

なお、金銀鉱床付近の河川には、砂金を産するが、いずれもみるべきものはない。

III.2 金 銀

III.2.1 新第三系中の金銀鉱床

i) 隆尾 鉱 山

本鉱山は、生田原町安国市街の西方仁田布沢中流に位置している。この鉱床は、昭和4年に発見されたといわれ、同12年頃から数年間さかんに稼行された。局部的に金の含有量が1,000gr/tに達する鉱石を産したといわれている。昭和16年には平均品位9.4gr/t Auで約7,000tの出鉱量があった。現在は休山している。

鉱床は、主として、生田原層の凝灰角礫岩を貫く流紋岩中に胚胎し、一部両者の境界付近に胚胎している含金石英脈である。仁田布沢をはさんで西側に神社坑・大盛坑・隆栄坑および露天掘跡が、東側に昭栄坑があり、これらはほぼ東西に近い配列をしている。鉱床は、一般にN50~65° E, 70° Sときに70° Nの走向・傾斜をしめす多くの石英脈からなり、脈幅0.2~4.0mまで種々の規模のものがある。主なものは神社鍾、昭栄鍾、大盛鍾、隆栄鍾あるいは大和鍾などで、これら主脈の上下盤側に平行する数条の細脈を伴っている。昭栄鍾の上盤側には黄鉄鉱を主とする脈があり、多少の銅・鉛・亜鉛を伴ったといわれている。

石英脈は白色~灰白色緻密塊状石英・白色透明石英・縞状石英・網状~角礫質石英などから構成されている。鉱石鉱物の濃集は、ややコロイド状をなす灰色縞状石英中に高く、

このような高品位部では金銀の含有率が逆になる場合がある。なお一般には金：銀＝1：数倍～20であって、後述する北ノ王鉱山付近のものとはその性質をやや異にしている。

ii) 北ノ王鉱山

本鉱山は、生田原市街の東方山腹部から山頂部に鉱床が分布し、露天掘を主とし、一部坑道掘りが行なわれた。本鉱山については古く納富重雄による報告があり、最近では番場猛夫等による調査結果も報告されている。

鉱床は、生田原層の凝灰角礫岩中に胚胎する含金銀石英脈で、多くのほぼ平行する細脈群からなり、これら鉱脈は、1区・2区・3区および沼ノ上地区などに分かれて操業されていた。

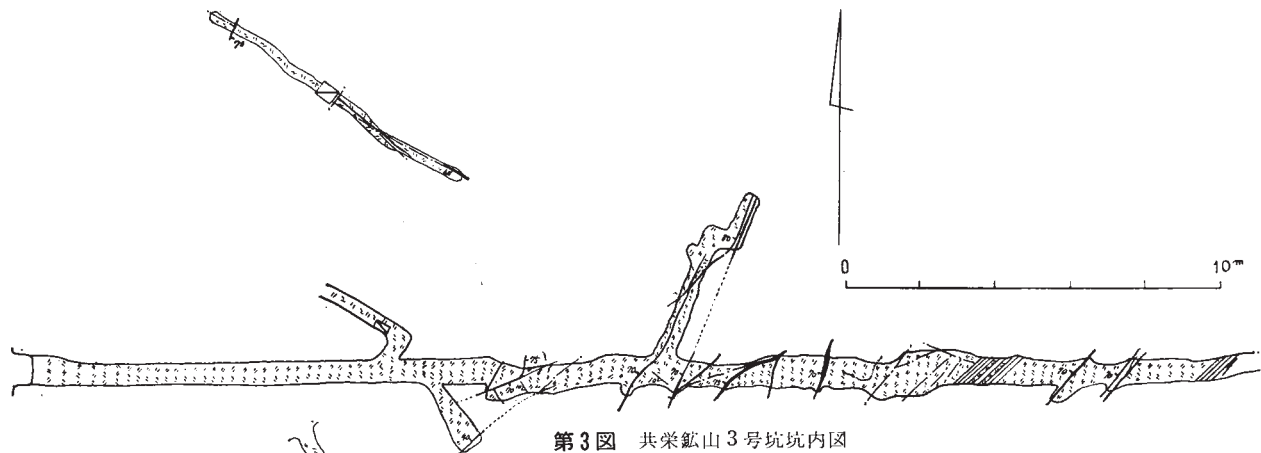
石英脈の走向はN70°E～N70°Wで、脈幅は0.1～1.0m、走向延長最大200mといわれ、露頭および坑内の状況からみて上下方向に約100mにわたって脈の存在が知られている。これらEW系の脈に伴ってNS性の微細脈が発達している。このNS性脈は脈幅1cm内外で延長数m（多く1～2m）のきわめて小規模のものであるが、いちじるしい高品位鉱を産したといわれている。本鉱床においては、EW系の脈は一般に低品位で、例えば1区においてはAu 3.3～11.7gr/t、Ag 3～31.0gr/tであり、Au：Agが1：0.5～2程度で稀に1：40程度のものがある。

本鉱床は、地質構造上、比較的上部位置の裂罅帯に胚胎するもので、主脈と称するものの規模も比較的小さく、かつ、石英脈中における金銀の濃集もやや不均質かつ低品位で、鉱化作用としての末期的様相をしめすものである。上記の正規石英脈の他、沼ノ上地区および3区の鉱床上部では土砂鉱と称する鉱石を産した。土砂鉱には、微細網状石英脈の風化分解して脈間母岩が砂状を呈するものと、粘土化脈中に石英の残晶を有するものがある。

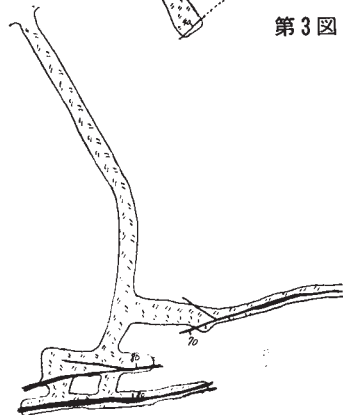
鉱脈を構成する石英には白色陶器質石英、白色～灰白色緻密石英・白色結晶質石英および角礫質石英がある。NS系微細脈は白色結晶質石英および緻密な晶洞石英からなり、前者中に金銀を伴っている。鉱脈の一部には少量の黄鉄鉱・黄銅鉱・閃亜鉛鉱および辰砂を伴うことがある。





iii) 共栄鉱山（旧生田原金山）

北ノ王鉱山の南方約2kmの地点に位置している。本鉱山は、以前は生田原金山と呼称されていたもので、昭和18年以降休山し、昭和34年に再開され、以後共栄鉱山と呼称されている。



第3図 共榮鉦山3号坑内図



- | | |
|---|---------|
|  | 凝灰角礫岩 |
|  | 頁岩 砂岩互層 |
|  | 滑り面 |
|  | 石英脈 |

第4図 共榮鉦山鍾吉坑内図

鉍床は、北ノ王鉍山におけると同様、凝灰角礫岩中に胚胎するEW系の石英脈からなり、これに直交するNS系微細脈を伴っている。かつて、1区、サロマ地区および境坑地区などで稼行された。現在は、サロマ地区において、土砂鉍およびEW系脈の一部を採掘している（出鉍量15t/月内外、Au 20～35gr/t）。鉍脈中における富鉍部の胚胎などの状態は北ノ王鉍山における場合と全く同様である。ただし、境坑地区においては、鉍石中の金：銀の比率が1：数100倍に達することがある。本鉍山サロマ地区における鉍脈の状況については第3～4図にしめた。

iv) 昭和鉍山

共栄鉍山の南方約500mの山頂部付近に昭和鉍山の旧坑がある。鉍床の母岩、鉍脈の状況は北ノ王鉍山や生田原鉍山におけると全く同様であるが、NS系微細脈の発達がいちじろしく、EW系脈との落合部に銀黒の縞を伴う縞状鉍が発達し、いわゆる落合直りを形成していたといわれている。また、鉍石の品位は平均Au 20gr/t内外で局所的に150～200gr/t、銀は金と同量程度であったといわれている。当鉍山の鉍床は、賦存の位置から判断して北ノ王鉍山・共栄鉍山の鉍床の上部に位置しており、古い資料から判断すると、この地域の金銀鉍床は、上部程比較的高品位鉍を産する傾向があったようである。また、境坑地区の鉍床は、基盤の中生層に極めて近接した位置にあり、鉍石中の含銀量の高いことは、後述の中生層の鉍床の場合と類似した特徴で、鉍化作用の機構を考える上で興味深い。

v) 北辰鉍山

本鉍山は、昭和鉍山の南方約4km、八重の沢流域に位置している。鉍床は、いちじろしく珪化した細粒凝灰岩・凝灰角礫岩中に胚胎するもので、1号坑、2号坑および3号坑の各坑道が開坑されているが、現在は全く埋没している。鉍脈は、灰色塊状緻密の珪化石英を主とし、極めて低品位であったといわれている（Au 0～3.0gr/t、Ag 0～92gr/t）。本鉍山付近から常紋トンネル上部付近にかけての山頂部には、Au 10～20gr/t程度の品位を有する脈石英の転石が多数発見されているといわれている。

vi) 泰北鉍山

本鉍山は、留辺蘂町字丸山にあり、佐呂間別川の支流5号の沢の上流に位置している。昭和10年頃から開発が始められ、同18年に休山、現在休山中。鉍床は凝灰角礫岩中に胚胎する走向EW、傾斜80°N、脈幅0.2～1.0m、走向延長約90mの石英脈で、主として3号坑および同中切坑で稼行された。石英脈は白色塊状の陶器質石英を主体とし、稀に淡白色石英と粘土質石英との縞状部を伴っている。鉍石は低品位でAu 0.3～2.7gr/t、Ag 8～

16gr/tである（地質調査所化学課分析）。古い資料によればAu 1.2～11.2gr/t, Ag 27～228gr/tで局所的にはAu 20～40gr/t, Ag 88～177gr/tの鉱石を産したといわれている。

III.2.2 中生界中の鉱床

i) 佐呂間鉱山

本鉱山は、留辺蘂町字瑞穂にあり、瑞穂市街の西方約2kmのワカケレベツ沢左岸に位置している。本鉱山の西方山頂部付近に前記旧生氣原鉱山境坑地区がある。本鉱山は、昭和10年頃にさかんに稼行され、当時Au 7gr/t, Ag 400gr/tで50t/月の出鉱を見たといわれている。昭和18年以降休山している。

鉱床は瑞穂層中の砂岩頁岩互層および頁岩中に胚胎するN 50°～70° Eの走向を有する石英脈で、脈幅0.1～2.0mである。石英脈は、白色塊状陶器質石英および白色～淡灰白色縞状をなす石英とからなる。鉱石の品位は、縞状をなすものがAu 0.7～2.3gr/t, Ag 9～66gr/t, 塊状のものはAu痕跡である。本鉱床では、上部の新第三系に近接した部分が高品位鉱に富んでいたといわれている。

ii) 千歳鉱山

本鉱山は、上記佐呂間鉱山の両方約2kmの地点にある。昭和18年以降休山している。

鉱床は瑞穂層の頁岩中に胚胎するEW系およびNS系の石英脈で、前者は縞状石英脈および角礫質石英脈からなり、脈幅数cm～60cmである。後者は、角礫岩脈（角礫化帯の珪化作用を受けたもの）を主とし、脈幅数mm～2mである。鉱石の品位は、縞状鉱中でAu 1.3gr/t, Ag 108gr/tである。その他のものは不毛の石英脈である。

iii) 大宝鉱山

本鉱山は千歳鉱山の南方約2kmの地点にある。以前北見金山と呼称されていたことがある。昭和18年以降休山している。

鉱床より圧砕された砂岩中に胚胎するN60° E, 65° NWの石英脈で、脈幅平均1m, 上下盤側に無数の石英脈が発達し全体の鍾幅は5mに達することがある。石英脈は、白色塊状の陶器質石英からなり、母岩片を多く含んでいる。やや縞状をなす石英の部分でAu 0.3 gr/t, Ag 41gr/tの品位をしめすが、他は不毛である。

iv) 曙 鉱 山

本鉱山は佐呂間町栄にあり、栄市街の西方約2Kmの地点にある。休山中。

鉱床は、上記3鉱山の場合と全く同様で、EW系の石英脈からなり、かつて若干の採鉱が行なわれたにすぎない。

III.3 水 銀

III.3.1 流紋岩II中の鉱床

i) 旭野 鉱 山

本鉱山は、生田原町安国の東方約4kmの旭峠の山頂付近に位置している。休山中。

鉱床は流紋岩中の節理、割目などに沿う鉱染鉱床で、辰砂のみからなっている。旭坑、旭上坑などが開坑されている。鉱石の品位はきわめて低い (Hg 0.03~0.13%, 局所的に0.5~0.6%)。

III.3.2 中生界中の鉱床

佐呂間別川の東側地域には、古くから多くの水銀鉱床が知られている。佐上鉱山、瑞穂鉱山、栃木鉱山 (いずれも休山中) の鉱床などがこの例である。これらの鉱床は若佐層の砂岩中に発達するN 20~40° E系の剪断帯に沿って胎胚する辰砂の鉱染鉱床である。この剪断帯は、地層の走向にほぼ平行するもので、さらにこれに斜交するEW系の断層の発達があり、鉱床中の富鉱部は、両者構造線の落合部に形成されている模様である。上記各鉱山でも、このような富鉱部に着鉱して、それぞれ若干の出鉱をしたといわれている。鉱床の地質構造的な特徴は、北見地方の各水銀鉱床にみられると全く同様のもので、例えば渚滑地域の各鉱床や常呂鉱山の水銀鉱床においてもこの種の現象が普遍的に認められる。

III.4 白土鉱床 (第2図参照)

生田原市街の西南西にあたる浦島内川下流域に分布する矢矧層の一部は白土鉱床として稼行されている。鉱床は矢矧層の比較的上部に当たるやや凝灰質のシルト岩で、特に均質な岩相を呈する部分が良質である。

浦島内川南岸に分布する白土鉱床は、三和鉱業白土事業所が採掘を行ない、人員7名で、45t月の出鉱をなし、飲料水の濾過剤などに利用されている。

III.5 石 灰

石炭は安国市街の東方的1kmの地域に分布する時代未詳夾炭層中に含まれており、昭和26年ごろ沿層坑道を掘さくし稼行していたが、いくばくもなくして休止しており、現在は坑道もすべて崩落により埋没し荒廃している。そのためその賦存状態を把握することは困難である。

炭層の状況

稼行時調査を行なった札幌通商産業局石炭部長谷川薫技官の資料によると炭層は1枚であり、非常に膨縮がはげしく、炭丈が0.11mから1.17mまであり、急激に尖滅する傾向

を有している。上盤は暗灰色凝灰質砂岩であり、下盤は凝灰質砂岩・凝灰岩頁岩および凝灰角礫岩からなっている。

当時の坑内から採取した比較的良質部の分析値は

水分(%)	灰分(%)	発熱量Cal
7.4	23.8	5500

とのことである。

文 献

- 1) 納富重雄：北見国紋別郡北ノ王金山付近地質調査報文，鉱物調査会報告，No.28，1920
- 2) 竹内嘉助：興部区幅および同説明書，北海道工業試験場地質調査報告，No. 2，1932
- 3) 根本忠寛・佐々保雄：大樹区幅および同説明書，北海道工業試験場地質調査報告，No. 3，1933
- 4) 福富忠雄・高橋哲弥・相馬吉一・陸川正明・松田文雄：北海道有用鉱物調査 第6報（網走支庁管内紋別中部），北海道工業試験場報告，No. 60，1934
- 5) 渡辺万次郎：昭和・北ノ王金鉱床，岩石鉱物鉱床学会誌，Vol. 23，No. 1，1940
- 6) 竹内嘉助：鴻の舞区幅および同説明書，北海道工業試験場地質調査報告，No. 6，1942
- 7) 高坂晴男：北見国常呂地方の地質および岩石ならびに含満俺赤鉄鉱床について，北海道大学卒業論文（手記），1948
- 8) 福富忠男：北海道の金鉱石，北海道地下資源調査資料，No. 3，1950
- 9) 橋本 亘：北海道侏羅系の地質，地質調査所報告特別号（B），1952
- 10) 浦島幸世他9名：北見中部地域の火成活動と鉱化作用の時期，北海道地質要報，No. 21，1953
- 11) 常世俊晴・服部一二三：北見国旭野水銀鉱山鉱床調査報告，北海道地下資源調査資料，No. 28，1956
- 12) 遠藤隆次・橋本 亘：北海道より二畳紀化石の発見と其の意義，地質学雑誌，Vol. 62，No. 728，1956
- 13) Urashima, Y., : Mineralization of Central Kitami Mining District in Hokkaido, Japan, Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. IV, Vol. IX, No. 4, 1957
- 14) 橋本 亘：豊頃－北見帯から発見した中生代型化石，総合研究「日本の後期中生界の研究」連絡紙第7号，1958
- 15) 橋本 亘その他：20万分の1北海道地質図および説明書，1958
- 16) 長尾捨一：紋別および湧別付近の油徴ガス徴調査報告，北海道地下資源調査資料，No. 41，1958
- 17) 番場猛夫・斎藤正雄：北海道生田原町北ノ王鉱山ほか2・3の金銀鉱床調査報告，地質調査所月報，Vol. 10，No. 7，1959
- 18) 遠藤隆次・橋本亘：北海道常呂郡訓子府町大谷沢に露出する石灰岩より Pycnoporidium の発見，地質学雑誌，Vol. 65，No. 394，1959
- 19) 橋本 亘：北海道の下部蝦夷層群以前の地層群に関する諸問題，東北大学理科報告（地質学），特別号，第4号，1960

- 20) 橋本 亘： *Stromatoporoides from the Aionai Limestone. Kitami Province, Hokkaido*, 東京教育大学理科報告, No. 65, 1960
- 21) 長尾捨一： 北海道東部の未詳中生層湧別層群について, 有孔虫, 第11号, 1960
- 22) 橋本誠二・武田裕幸： 5万分の1地質図幅「広尾」および同説明書, 1960
- 23) 長谷川潔・小山内熙・鈴木守・松下勝秀： 北海道中軸地帯の先エゾ層群, 一地層区分の提案一, 北海道地下資源調査所報告, No. 25, 1961
- 24) 鈴木 守・小山内熙： 5万分の1地質図幅「イドンナップ」および同説明書, 北海道開発庁, 1961
- 25) Urashima, Y., : *Metallogenetic Province of Northeastern Hokkaido, Japan, Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser, IV, Vol. X, No. 1, 1961*
- 26) 山田敬一： 北海道生田原町鴻喜鉱山付近の地質鉱床, 地質調査所月報, Vol. 13, No. 6, 1962
- 27) 山田敬一： 北海道遠軽町奥瀬戸瀬鉱山および弓削勝戸瀬鉱山の銅鉱床, 地質調査所月報, Vol. 13, No. 9, 1962
- 28) 寺岡易司・黒田和男・平山 健： 北海道サロマ湖南方の“時代未詳中生層”について (演旨), 地質学雑誌, 1962
- 29) 黒田和男・寺岡易司： 5万分の1地質図幅「サロマ湖」および同説明書, 北海道開発庁 (未刊)
- 30) 石田正夫・平山 健・黒田和夫・番場猛夫： 5万分の1地質図幅「端野」および同説明書, 北海道開発庁 (未刊)

EXPLANATORY TEXT
of the
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN
Scale 1 : 50,000



IKUTAWARA

(Abashiri-35)

By

Keiichi YAMADA

Yōji TERAOKA

Masao ISHIDA

(Abstract)

The Ikutawara sheet, covering the area from lat. $43^{\circ} 50'$ to $44^{\circ} 30'$ N. and long. $143^{\circ} 30'$ to $144^{\circ} 00'$ E., is situated in the northeastern portion of the Hokkaido and on the eastern side of the Hidaka mountain range which is the backborn of the island.

GEOLOGY

The area is covered by the Jurassic system, the coal bearing formation whose age is unknown, the Neogene system from the Miocene to the Pliocene, Quaternary system and volcanic rocks. Among the above mentioned, Jurassic system occupies almost the eastern part of the mapped area, but in the western part Neogene system distributes extensively. The stratigraphical relations between the above mentioned formations are shown in Table 1.

The Jurassic strata of this area, was called "Undifferentiated Mesozoic" formerly, are steeply dipped, often overturned, and zonally

Table 1

Age		Geologic sequence	Remarks
Quaternary	Recent	Alluvium	
	Pleistocene	Terrace deposits $\left\{ \begin{array}{l} t_3 \\ t_2 \\ t_1 \end{array} \right.$	
Neogene Tertiary	Pliocene	Yahagi formation	← { Peneplanation and tectonic movement Igneous activity (Rhyolite, Andesite, Basalt) Plant fossils
		Toyohara formation	← Igneous activities (Dacite)
	Miocene	Ikutawara formation	← { Plant fossils Silicification Igneous activity (Rhyolite)
Coal bearing formation unknown in age			← Coal
Jurassic	Yūbetsu group	Nikoro group	← Orogenic movements ← Igneous activity (basic)
		Nakazano formation	
		Wakasa formation	
		Mizuho formation	
		Ōnari formation	← Radiolaria
		Nisen formation	
		Asahitōge formation	
		Asahino formation	
		Yasukuni formation	

arranged with a trend of NNE-SSW. These strata are separable into the Yūbetsu and the Nikoro groups. The former is conformably overlain by the latter. The Yūbetsu group is considered to be

correlative to the Kamui group (upper part of Hidaka group), and the Nikoro group, to the Yamabe formation of the Sorachi group.

As no fossils are found in the Yubetsu group except of radiolarian remains, the age of the group is uncertain. On account of the stratigraphic relation of the Yūbetsu group to the Nikoro group, which intercalates lenticular limestone yielding fossils similar to those of late Jurassic Torinosu group of Shikoku, both the group under discussion may most reasonably be assigned to Jurassic in age.

Yūbetsu group

This is a group made essentially of clastic rocks, and is lithologically divided into the following formations in ascending order.

Nakazono formation	430 m	thick
Wakasa formation	1,100 m	
Mizuho formation	4,000 m	
Ōnari formation	1,200 m	
Nisen formation	1,400m	
Asahitōge formation	850 m	
Asahino formation	1,500 m	
Yasukuni formaion	800 m	

These formations are conformable each other. In the Yasukuni, the Asahino, the Asahitōge and the Wakasa formations, the main constituent is sandstone with conglomerate, and the subordinate one is alternation of sandstone and shale. The Ōnari and Nakazono formations are composed of shale with thin beds of tuff and chert, and small amounts of sandstone. The most part of the remaining formations consists of alternation of sandstone and shale. In the Mizuho formation, however, shale chip bearing sandstone is rather predominant, and conglomerate is present.

Nikoro group

This group is mainly composed of schalstein consisting of basic lava and pyroclastic rocks, accompanied with shale (partly siliceous), tuffaceous sandstone, chert and limestone. The detailed stratigraphic sequence and the thickness of the group are not precisely known. From

limestone the following fossils are collected ; *Stromatmorpha yokoyamai* YABE et SUGIYAMA, *Stromatopora (Epistoromatopora)* n. sp., *Milleporidium kitamiensis* HASHIMOTO, *Stylina* sp., *Petrophyton* sp., *Macroporella* sp., *Lithocodium* sp. and others. Radiolarian remains are contained in chert at some places.

Coal bearing formation unknown in age

This formation develops in small scale in the north-western part of this area, and consists mostly of dark grayish or grayish sandstone which intercalates tuffaceous shale, conglomerate and coal.

The age of this formation also has not been determined to lack any fossils except porenas, which suggests the probability of Tertiary.

Neogene system

The Neogene system is subdivided into three formations, from the lower to upward : Ikutawara, Toyohara and Yahagi.

Ikutawara formation

The Ikutawara formation which is distributed in the western part of this sheet, unconformably covers the Yubetsu group in usual case.

This formation consists mainly of pale greenish tuff-breccia which intercalates several thin layers of sandstone, shale and agglomeratic rocks.

In this stage acidic volcanic activities are observed frequently (Rhyolite I , II , III and IV).

Toyohara formation

The Toyohara formation is observed in the north-western part of this area, and covers Ikutawara formation unconformably.

This formation mostly consists of grayish sandstone and mudstone, intercalating conglomerate.

In this stage acidic volcanic activity is observed (Dacite).

In Samakkesaroma, Shakin-zawa and some other areas, this formation yields some plant fossils. The plant fossils of this formation, shown in Table 3 (See Japanese text, pages 17), are concluded to belong to the Miocene flora. This formation would be correlated to

the Shanabuchi formation in the Kōnomai province, from the stratigraphical position.

Yahagi formation

The Yahagi formation is distributed in the western part of this area. It unconformably covers the Toyohara and Ikutawara formations.

This formation consists of tuffaceous mudstone or silty mudstone, sandstone and conglomerate. Also it yields some plant fossils. This formation seems to belong to Pliocene.

Volcanic activities are observed in this stage (Andesite and Basalt).

Quaternary system

The Quaternary system in this area are river terrace deposits of Pleistocene and alluvial deposits of Recent.

They consist of gravel, sand, silt and clay, and some of them comprise peat.

ECONOMIC GEOLOGY

The area of this sheet-map were well-known as one of gold mining districts in Hokkaido, largely worked at the time before the World war II. Many of the gold deposits develop in the pyroclastic sediments, mainly composed of tuff-breccia, and named as the Ikutawara formation in the Neogene system (Kitanoō, Ikutawara, Shōwa, Hokushin and Taihoku mines etc.). The gold deposits in the mesozoic formation (ex. Saroma, Chitose and Taihō mines) and in the rhyolite I (Ryūō mine) are also present in this area.

The gold deposits are mainly composed of gold-silver bearing quartz veins which has nearly E-W trend in strike, and associate with the N-S trending quartz-veins in very small scale. The latter small quartz veins are typically developed in the deposits of Ikutawara and Showa mines, and in these small veins there are sometimes very high grade ore with megascopic crystals of native gold.

Generally, the quartz vein show the banded structure (silvery black in some cases), brecciated structure and net work structure etc.

The content of gold in the ore are low, especially in the E-W

trendig veins. The proportion of silver contents to gold contents are very low in the Ikutawara formation and high in the mesozoic formation.

Common ore minerals occur in the vein are native gold, argentite, pyrite, chalcopyrite, sphalerite and galena, but these minerals occur in very small amounts in general.

Ikutawara mine, newly called the Kyoei mine, is the only one working mine in this sheet-map area. The production of this mine is 15 ton \pm per month and average contents of gold is 25-35gr/ton.

Besides the gold deposits, some mercury deposits in the mesozoic formation and in the rhyolite II are deposited in this area.

Mercury deposits in the mesozoic formation, mainly develop along the sheared zone which has EW or NS in strike, and are composed of cinnabar-clay vein or of cinnabar impregnation of vein like form in sheared rock. Tochigi and Mizuho mines belong to these types. The deposits of Asahino mine is in the rhyolite II, and show the irregular mass of cinnabar impregnation.

As non-metallic deposits, there are coal and white earth deposits, the latter are working now in small scale.

昭和38年3月25日印刷

昭和38年3月30日発行

著作権所有 北海道開発庁

印刷者 加藤 博

印刷所 興国印刷株式会社
